

竺夏英,陈丽娟,李想. 2012 年冬春季高原积雪异常对亚洲夏季风的影响. 气象, 39(9): 1111-1118.

2012 年冬春季高原积雪异常对 亚洲夏季风的影响^{*}

竺夏英 陈丽娟 李 想

国家气候中心, 中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081

提 要: 利用罗格斯大学积雪遥感资料、NCEP/NCAR 再分析格点资料和 NOAA 陆地降水分析数据 PREC/L, 从 2011/2012 年冬春季青藏高原积雪偏多现象与亚洲夏季风的观测事实与以往研究结果不一致出发, 诊断分析了 2011/2012 年冬春积雪与亚洲夏季风的可能联系。结果表明: 2012 年春季和前期冬季, 青藏高原主体上空对流层主要为气旋性环流距平且气温偏低, 这与积雪偏多年的环流特征一致。尤其在 90°E 以西, 自青藏高原到热带地区, 前期冬春季对流层中部气温表现为北冷南暖的距平特征, 有利于夏季自热带印度洋到高原温度梯度偏弱, 造成南亚夏季风偏弱。但是在 90°E 以东的高原东部到东亚地区及其南侧的低纬度地区, 对流层温度距平为北正南负型, 温度梯度偏弱, 有利于亚洲东南部大气环流冬夏季节转换偏早, 南海夏季风爆发偏早, 东亚夏季风偏强, 这种环流特征受到高原以外的其他外强迫信息的影响。2011/2012 年冬春季积雪偏多特征可能对南亚夏季风偏弱有重要贡献, 而对东亚夏季风的影响不明显。

关键词: 青藏高原, 积雪, 温度梯度, 亚洲夏季风

中图分类号: P461

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.09.004

Impact of Tibetan Plateau Snow Cover Anomaly on Asian Summer Monsoon in 2012

ZHU Xiaying CHEN Lijuan LI Xiang

Laboratory of Climate Studies of CMA, National Climate Centre, Beijing 100081

Abstract: The East Asian summer monsoon was stronger in 2012, though the Tibetan Plateau (TP) snow cover extent was anomalously larger than the climate mean in the preceding spring and winter, which is inconsistent with the results of previous studies. This paper made an effort to investigate the possible relationship between the TP snow cover from winter 2011 to spring 2012 and the following Asian summer monsoon, using the monthly mean snow cover extent data from Rutgers University Global Snow Lab, NCEP/NCAR reanalysis monthly average data, and the monthly data set of NOAA's Precipitation Reconstruction over Land (PREC/L). The findings suggest that the TP was covered mainly by an anomalous cyclone with lower temperature in the mid-troposphere in spring 2012 and the previous winter, which agreed with the features of larger snow cover years. Particularly to the west of 90°E, the mid-tropospheric temperature anomalies from the TP to the tropical Indian Ocean were negative in the north and positive in the south from winter to spring, conducive to the weaker meridional temperature gradient there in summer and thus to the weaker South Asian summer monsoon. However, to the east of 90°E, the mid-tropospheric temperature anomalies from East Asia to the tropics were positive in the north and negative in the south in

* 国家自然科学基金项目(41275073)、国家科技支撑计划项目(2009BAC51B05)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206017)和中国气象局短期气候预测创新团队项目共同资助

2012 年 12 月 14 日收稿; 2013 年 5 月 8 日收修定稿

第一作者: 竺夏英, 主要从事青藏高原与亚洲季风研究. Email: zhuxy@cma.gov.cn

winter and spring, favorable for the earlier seasonal transition from winter to summer in the southeastern Asia, the earlier onset of the South China Sea summer monsoon, and also the stronger East Asian summer monsoon. They were more influenced by other forcings than the TP. Therefore, the fact of more TP snow cover from winter 2011 to spring 2012 probably made a significant contribution to the following weaker South Asian summer monsoon, and had less impact on the East Asian summer monsoon in 2012.

Key words: Tibetan Plateau, snow cover, temperature gradient, Asian summer monsoon

引 言

积雪一方面改变了下垫面的反照率,从而改变地表接受的太阳辐射;另一方面,积雪通过融雪改变地表潜热和感热的分配比例。积雪的总体效应是改变下垫面的热力状况,从而对周围大气产生影响。早在 100 多年前,Blanford(1884)和 Walker(1910)根据很少的资料发现喜马拉雅山积雪范围和厚度与印度西北部的夏季雨量呈负相关。然而在 20 世纪初以后的几十年,积雪和印度季风之间的关系变得不显著,表明青藏高原积雪与印度季风的关系具有复杂性(Bamzai et al,1999;Fasullo,2004)。我国学者在青藏高原对亚洲气候的影响方面也进行了大量研究(陈烈庭等,1979;韦志刚等,1993;刘晓东等,1994;卢咸池等,1994;陈丽娟等,1996;张顺利等,2001;朱玉祥等,2007a;2007b;韦志刚等,2008),罗勇(1995)、朱玉祥等(2007a)分别对此进行了系统的回顾,指出虽然青藏高原积雪影响东亚夏季风的研究还缺乏统一的认识,但大多数研究者认为:前期冬春季高原积雪偏多(偏少),亚洲夏季风爆发偏晚(偏早),强度偏弱(偏强)。主要的物理机制是:高原冬春积雪偏多,反射率增大,高原地表吸收太阳辐射减少;积雪融化时,吸收大量热量;积雪融化后,土壤湿度增大,与大气相互作用,以上三方面均造成高原热源偏弱,反之亦然(董敏等,1997;陈乾金等,2000;张顺利等,2001;Qian et al,2003;周悦等,2012)。另外,统计分析(孙林海等,2001)和数值实验(范广洲等,1997)均表明与欧亚大陆雪盖相比,亚洲季风对青藏高原积雪异常的响应更敏感。并且高原积雪的空间分布不同对东亚、南亚季风的影响也不一致:高原中东部多雪可能引起东亚夏季风的减弱幅度要大于印度夏季风的减弱(范广洲等,1997)。对台站观测资料的诊断分析(Wu et al,2003)也表明不同的青藏高原积雪分布型对亚洲夏季风具有不同的影响。

2012 年春季和前期冬季,青藏高原积雪范围持续偏大,印度夏季风偏弱,但南海夏季风爆发偏早,东亚副热带夏季风偏强,长江流域降水偏少(王艳姣等,2013),因此前期冬春季高原积雪异常与亚洲夏季风呈现复杂关系,不能一概而论。2012 年前期冬春季高原积雪偏多,但 ENSO 处于弱冷位相,这两个外强迫因子以及其他的外强迫信号对亚洲夏季风的作用是季节气候预测需要审视的问题。Wu 等(2012)指出近年来夏季高原西部雪盖具有偏少的趋势,在此背景下,ENSO 对东亚夏季风的作用要强于积雪。彭京备等(2005)的研究表明积雪和海温的年代际气候跃变与中国夏季降水的相关程度在某些地区高于年际变化。2012 年东亚夏季风偏强和印度夏季风偏弱与高原积雪偏多究竟具有怎样的物理联系?本文即从青藏高原积雪监测以及东亚夏季风/南亚季风的监测事实与以往研究不完全一致出发,从环流空间分布异常的角度,通过诊断分析,获得 2012 年春季和前期冬季高原积雪和亚洲夏季风特征的可能联系。

1 资 料

本文所用积雪资料为罗格斯大学全球雪实验室提供的月平均积雪范围(Robinson et al,1993),这是一种可见光遥感资料,虽然存在着分辨率低、受云的干扰大等缺点(曹梅盛,1995),但对于某些公认异常多(少)雪的年份,如 1982/1983 年和 1997/1998 年冬春多雪,1984/1985 年冬春少雪均有较好的体现,加上该资料更新及时、使用方便,故在气候监测和预测中的应用较为广泛。环流场采用 NCEP/NCAR 逐月再分析资料(Kalnay et al,1996)。另外,本文还使用了 NOAA 提供的陆地降水分析数据(PREC/L),该资料由全球超过 17000 个台站观测最优插值得到(Chen et al,2002)。文中各物理量的气候态为 1981—2010 年平均。

2 2012 年春季和前期冬季积雪及大气环流特征

国家气候中心的积雪监测业务显示 2011/2012 年冬季(2011 年 12 月至 2012 年 2 月)和 2012 年春季(3—5 月)青藏高原地区积雪指数(定义见郭艳君等,2004)为正距平,表明积雪较常年偏多。但是从积雪覆盖率距平空间分布(图 1)显示:冬季,青藏高原积雪空间分布不均,异常偏多中心区域主要有两个,一个在高原东部,另一个在高原西北部;春季,积

雪偏多范围有所减小,但高原东部正距平中心依然存在,而高原西北部仍为大范围的积雪偏多区。以上特征与青藏高原台站积雪日数距平分布(图略)基本一致。这两个多雪区与气候平均状况下高原积雪鼎盛期的多雪区(李培基,1996)分布较吻合,它们的异常可能具有较强的气候效应,而高原中部积雪雪层很薄,气候效应不明显。2011/2012 年冬春季积雪分布与钱永甫等(2003)用 SVD 分析的第一模态积雪的空间分布比较一致,即高原东部地区为积雪偏多/少的典型区域。下面进一步分析高原积雪异常对环流的可能影响。

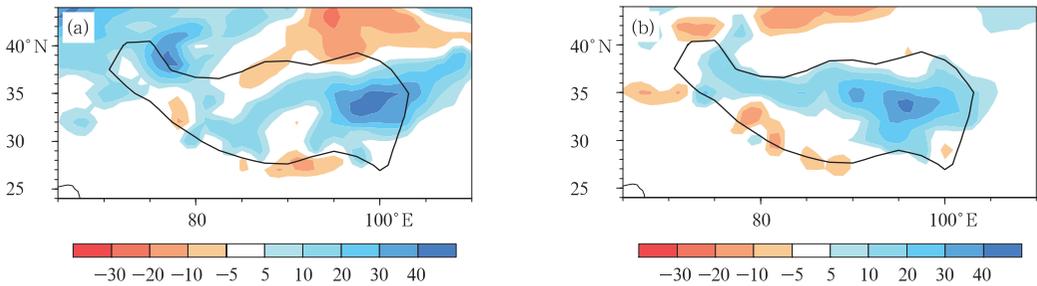


图 1 (a)2011/2012 年冬季(2011 年 12 月至 2012 年 2 月)和(b)2012 年春季(3—5 月)积雪覆盖率距平(单位:%)
(黑色粗实线为 3000 m 高度)

Fig.1 Seasonal mean snow cover extent anomaly for (a) winter (December 2011–February 2012) and (b) spring (March–May 2012) (unit: %)
(Black solid line stands for 3000 m MSL)

张顺利等(2001)指出冬季青藏高原多雪年,在对流层中上层,亚洲副热带地区(10°~25°N)西风带偏强,东亚和西亚分别为气旋性环流距平,热带印度洋上空为反气旋性环流距平,少雪年冬季的情况几乎相反。然而 2012 年前期冬季的环流场表现为:亚洲副热带地区西风偏弱,东亚和西亚各为一个强大的反气旋式环流距平,热带印度洋上空为气旋式环

流距平(图 2a),与典型多雪年的环流特征相反,只是环流异常中心位置较张顺利等(2001)给出的多雪年环流异常中心位置整体偏南约 5 个纬度。2012 年春季的环流异常基本延续了前期冬季的环流配置情况(图 2b),表现为西亚到阿拉伯半岛为反气旋式环流距平,东亚为反气旋式环流距平,中南半岛到孟加拉湾为气旋式环流距平。需要指出的是,2012 年

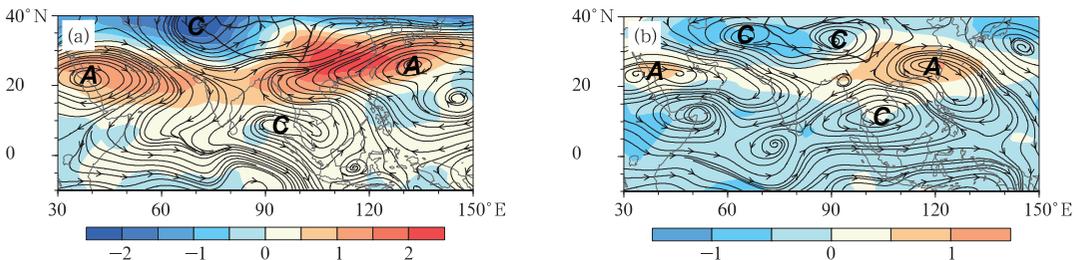


图 2 500 hPa 环流及气温(阴影,单位:K)距平
(a)2011/2012 年冬季, (b)2012 年春季

Fig.2 500 hPa anomalies of circulation and temperature (unit: K) for (a) winter 2011/2012 and (b) spring 2012

春季在青藏高原及其以西地区为气旋式环流距平,这与典型多雪年的环流特征比较一致。以上环流信息表明 2011/2012 年冬季,亚洲区域的大尺度大气环流场与典型的异常多雪年环流具有较大差异,2012 年春季,在青藏高原及其以西地区为典型多雪年的环流特征,但是在青藏高原以东和以南的地区为与典型多雪年相反的反环流特征。

此外,在温度场上,典型多(少)雪年,高原及其附近地区为负(正)距平,高原以南地区为一致的正(负)距平(张顺利等,2001)。从 2011/2012 年冬春季 500 hPa 气温场来看(图 2 阴影部分),2012 年春季(图 2b),在 90°E 以西,自青藏高原及其以西地区往南到热带印度洋,温度距平从北向南为负—正—负的空间分布,北部的气温负异常量值明显高于其南侧的正异常和负异常量值,即从大范围空间分布来看,高原及其以西的大部分地区气温和其南部的气温相比为北冷南暖的梯度分布,不利于南亚地区从冬到夏南北温度梯度的反转。在 90°E 以东,自青藏高原东部及其以东地区 35°N 往南到热带地区,气温距平呈北正南负的空间分布,即北暖南冷,有利于东亚地区从冬到夏的经向温度梯度反转;以上特征在冬季更加明显。因此,2012 年春季和前期冬季对流层气温分布与典型积雪偏多年不同,在 90°E 以西,接近于积雪偏多年,而在 90°E 以东,不同于积雪偏多年。即 2011/2012 年冬春季,高原东部和西部的局地环流和温度场分布有差异。

综上所述,从监测看,2012 年春季和前期冬季青藏高原积雪面积异常偏大,但相应的对流层中层的环流和气温异常分布与典型的积雪偏多年不同。90°E 以西,尤其是南亚的环流和气温异常分布接近积雪偏多年的特征;90°E 以东,高原东部及东亚地区,对流层中部气温为北正南负的距平特征,东亚为反气旋式环流距平,中南半岛及其邻近地区为气旋式环流距平,类似于积雪偏少年的特征。为什么高原积雪偏多的监测事实与东亚和南亚的环流特征不吻合呢?根据陶亦为等(2011)的工作,当前期冬春季 ENSO 为强暖(强冷)事件与高原积雪显著偏多(显著偏少)共同作用的配置下,我国东部夏季雨带往往偏南(偏北)。而当前期冬春季 Nino3 区海温略偏暖或正常偏暖(略偏冷或正常偏冷)与积雪略偏多或正常偏多(略偏少或正常偏少)的配置下,夏季雨带往往具有不确定性。而 2011/2012 年冬春季高原积雪偏多,但 Nino3 区海温为略偏暖,因此两个

外强迫因子对亚洲夏季风和我国雨带的作用具有较大的不确定性。陈丽娟等(2013)对 2012 年夏季风偏强的成因进行了分析,认为除了东亚大气对弱 La Nina 事件有一定的响应外(Wang et al,2000),冬季北极海冰异常偏少和南极涛动异常偏强也对东亚夏季风偏强有较大的贡献。下面将从诊断的角度分析 2011/2012 年冬春季青藏高原积雪对亚洲夏季风的贡献,着重于对南亚季风的影响。

3 2011/2012 年冬春季青藏高原积雪异常对亚洲夏季风的可能影响

青藏高原抬升的地表对大气的季节性加热产生 30°N 以南经向温度梯度的逆转,激发了亚洲大尺度环流的变化(Flohn,1957)。青藏高原积雪的多寡会造成亚洲夏季风爆发相差 20 天之多(张顺利等,2001)。为考察高原积雪对季节变化的影响,我们分析了对流层温度梯度的转向和高层纬向风的逐候演变。在气候平均状况下(图 3a),亚洲东南部 5 月第 3 候左右首先由西风转为东风,然后向东、向西扩展。2012 年(图 3b),5 月第 1 候在亚洲东南部出现稳定的东风,并分别向东、西方向延伸,表明亚洲东南部冬夏环流的转换偏早,这与该地区对流层中高层前期冬春季温度距平为北正南负,即温度梯度偏弱(图 2)有关,有利于春末夏初温度梯度反转偏早(图略)。南海地区(10°~20°N、110°~120°E)850 hPa 平均纬向风及假相当位温逐候演变(图略)表明:2012 年南海夏季风于 5 月 4 候爆发,较常年平均偏早 1 候(见中国气象局国家气候中心 2012 年第 5 期《东亚季风监测快报》)。因此,2012 年亚洲东南部的季节转换偏早与低纬度地区大气环流特征具有密切联系,而这些环流特征与典型高原积雪偏多年不一致,即 2011/2012 年冬春季高原积雪偏多对东亚春夏季的环流影响很小。

Webster 等(2006)研究指出在强(弱)亚洲夏季风的前期冬季和春季,亚洲副热带地区对流层上部西风偏弱(强)。冬春季对流层高层风场的这种变化很可能是亚洲夏季风强、弱变化的前兆信号之一,这种前兆信号在对流层呈正压结构,并且可能与冬春季高原积雪、南亚大陆上的土壤水分和 ENSO 事件有关(Yang et al,1996)。监测显示,2012 年春季和前期冬季亚洲副热带地区对流层主要为东风距平,即西风偏弱,有利于亚洲夏季风偏强。而典型的青

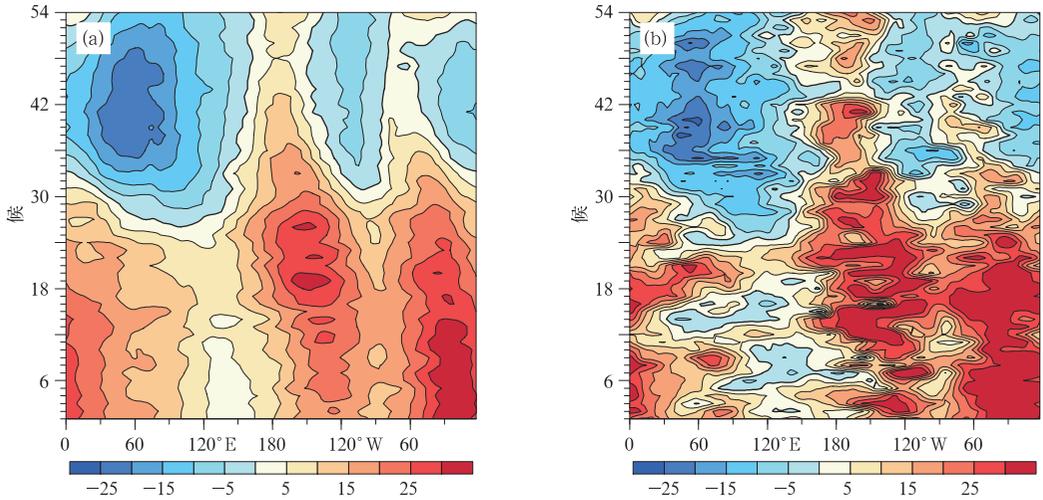


图 3 沿 15°N 200 hPa 纬向风(单位: $m \cdot s^{-1}$)的逐候演变
(a)1981—2010 年平均, (b)2012 年

Fig. 3 The pentad variation of 200 hPa zonal winds (unit: $m \cdot s^{-1}$) along 15°N
for (a) average from 1981 to 2010 and (b) 2012

藏高原积雪偏多年,高原上空气温偏低,不利于亚洲夏季风偏强。即 2012 年高原积雪偏多对亚洲季风的影响有限。以下做具体的诊断分析。

图 4 给出了 2012 年夏季平均 850 hPa 环流场及降水率距平。东亚地区,南海北部到西太平洋一带为气旋式环流距平,30°N 以北为反气旋式环流距平,江淮流域上空为东风距平,表明西太平洋副热带高压偏北,对应长江流域降水偏少,华北和华南降水偏多,这种形势与典型的积雪偏少年环流型相对应,该环流型主要是受弱 La Nina 事件、北极海冰偏少、南极涛动偏强的影响(Huang et al, 1989; 陈丽娟等, 2013)造成的。南亚地区,除了印度东北部降水偏多外,印度大部分地区降水较常年偏少,相应的对流层低层为反气旋环流距平,这种环流型在对流层中部(图 5a)变得更加清晰,尤其是在印度半岛上空为闭合的反气旋式距平环流,即印度热低压偏弱;在

对流层高层(图 5b),亚洲南部地区为气旋式环流距平,15°N 附近为西风距平,即东风偏弱,以上这些表

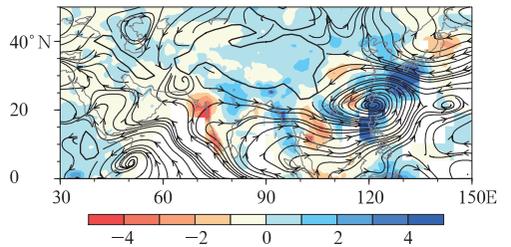


图 4 2012 年夏季(6—8 月)850 hPa 环流场距平和降水率距平(阴影,单位: $mm \cdot d^{-1}$)
(灰色粗实线为 1500 m 高度)

Fig. 4 850 hPa anomalies of circulation and precipitation rate (shaded, unit: $mm \cdot d^{-1}$)
for summer (June—August) 2012
(The areas included by the gray thick curves are 1500 m MSL)

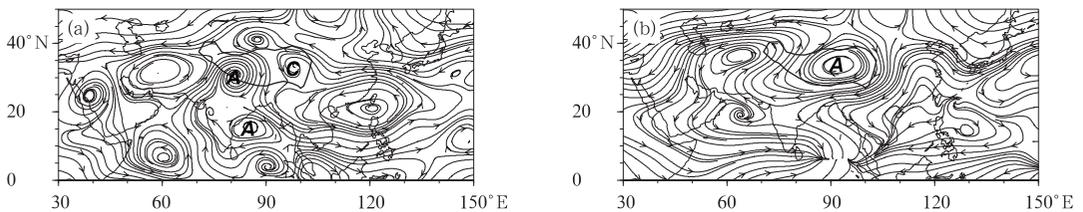


图 5 2012 年夏季流场距平
(a)500 hPa, (b)200 hPa

Fig. 5 Horizontal circulation anomaly for summer 2012
(a) 500 hPa, (b) 200 hPa

明 2012 年南亚夏季风偏弱。在青藏高原上空,500 hPa 距平流场上(图 5a),高原东南部为气旋式环流,高原西部为反气旋式环流,对应高原东部降水偏多,西部降水偏少,这与以往积雪偏多年(张顺利等, 2001;范广洲等,1997)一致;200 hPa 距平流场(图 5b)显示高原主体为反气旋式环流距平,中心在90°E

附近,表明青藏高压模态偏强,它与南亚夏季风环流偏弱成反位相变化。

为了进一步分析高原上空环流异常与南亚夏季风的关系,我们继续分析了沿 90°E 经圈环流垂直剖面图(图 6)。在气候平均状况下(图 6a),孟加拉湾至高原南侧为强的上升区,在对流层高层气流向南

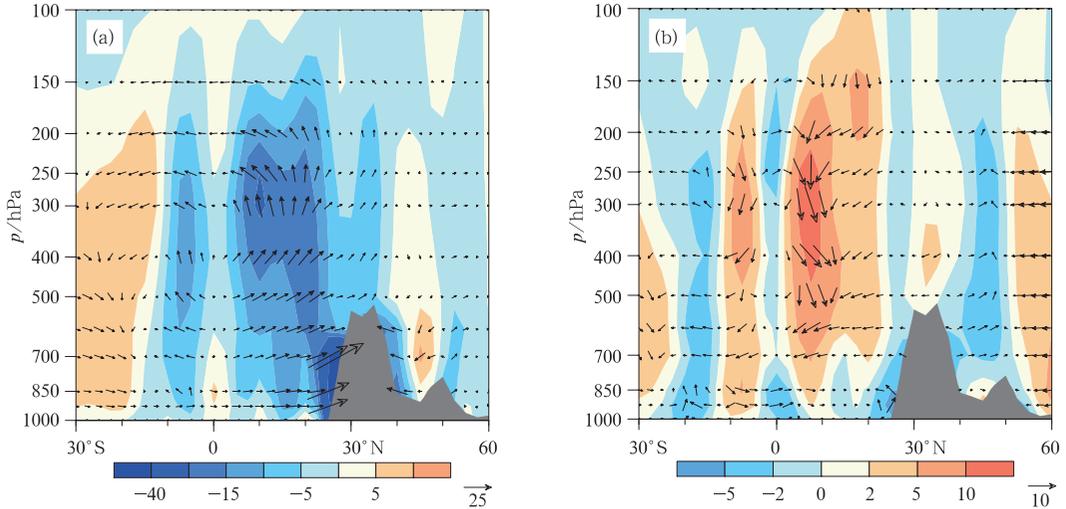


图 6 夏季平均沿 90°E 垂直环流场距平剖面图

(a)气候态, (b)2012 年

[阴影为扩大 200 倍的垂直运动(单位:Pa · s⁻¹)]

Fig. 6 Height-latitude cross section of summer mean vertical circulation anomalies along 90°E for (a) climate mean and (b) 2012

[Vertical velocities (shaded, unit: Pa · s⁻¹) are enlarged 200 times]

运动,于 15°S 以南的南印度洋下沉,这是南亚季风环流圈。在高原北侧存在另一子经圈环流,上升支在高原上空,下沉支在新疆、甘肃地区,使得那里干旱少雨。2012 年(图 6b),高原南侧是反向的季风经圈环流距平,20°S 为相对较弱的上升距平,孟加拉湾至高原南侧以下沉距平为主,表明南亚夏季风环流偏弱。高原北侧为一负的子经圈环流,新疆、甘肃地区的下沉运动减弱,上升运动增强,该地区降水偏多(图 4)。

青藏高原积雪偏多,南亚夏季风环流偏弱,这很可能是由于高原感热偏弱使得高原南侧温度对比偏弱造成的(张顺利等,2001)。我们计算了 60°~90°E 平均的 500 hPa 气温距平的逐候演变(图 7)。1—3 月,30°N 以北的高原上空气温异常偏低,而 30°N 以南的印度半岛及附近海域上空气温明显偏高,这与图 2 一致。4—8 月,20°N 至高原地区几乎持续偏冷,而 20°N 以南至热带印度洋在 5 月底才出

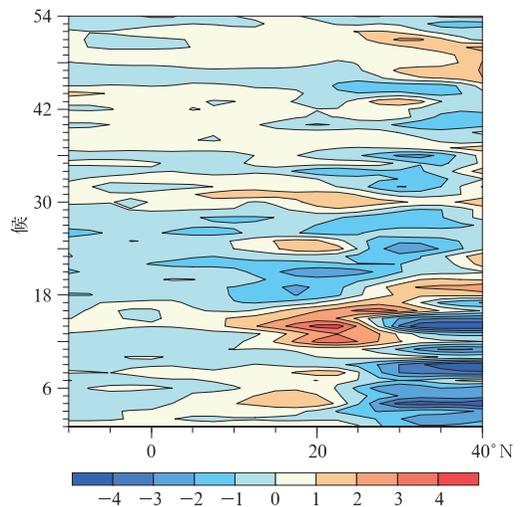


图 7 60°~90°E 平均的 500 hPa 气温距平(单位:K)逐候演变

Fig. 7 The pentad variation of 500 hPa air temperature anomalies (unit: K) average by 60°-90°E

现弱的偏暖并维持到整个夏季。这种形态在高原近地面层最明显,随着高度增加而减弱,但这足以说明高原积雪的滞后效应。因此,前期冬春季青藏高原积雪偏多,有利于夏季高原及其附近地区气温偏低,导致夏季热带印度洋到高原西部地区大尺度温度梯度偏小,利于南亚夏季风偏弱。

综上所述,2011/2012年冬春季亚洲低纬度地区(特别是 90°E 以东)大气环流受到海温、极冰、南极涛动等因素的影响,有利于亚洲东南部的季节转换偏早;而 90°E 以西地区的环流,尤其是南亚夏季风偏弱可能受到前期冬春季高原积雪异常偏多的作用。

4 结论和讨论

2011/2012年冬春季青藏高原积雪面积异常偏大,其上空对应的大气环流型与典型积雪偏多年具有较大差异。不能简单地以高原对亚洲夏季风的影响结果得出东亚夏季风偏弱的结论。资料分析显示2012年冬春季,特别是在 90°E 以东的东亚地区至其南侧的低纬度地区,对流层温度距平为北正南负型,温度梯度偏弱,有利于春末夏初温度梯度反转,即有利于亚洲东南部大气环流冬夏季节转换偏早,南海夏季风爆发偏早,但这种结果受到高原以外的其他外强迫信息的影响。另一方面,前期冬春季高原积雪偏多,有利于高原上空自冬到夏对流层中部温度持续偏低,在 90°E 以西,自青藏高原到热带地区,前期冬春季对流层中部气温距平北冷南暖,夏季自热带印度洋到高原温度梯度偏弱,南亚夏季风偏弱。

2012年夏季,亚洲季风区的大气环流受到积雪、弱La Nina事件、北极海冰、南极涛动等因素的共同影响。一方面,高原积雪偏多,使得南亚夏季风偏弱;另一方面,受La Nina、北极海冰、南极涛动等的滞后影响,南海夏季风爆发早,东亚夏季风偏强。因此,高原积雪异常和ENSO循环的不同位相以及其他信号的组合作用使得它们对亚洲夏季风的影响更加复杂。同时,高原积雪影响的复杂性也提示我们积雪空间分布的差异、高原上空环流分布的局地特征也能造成亚洲夏季风成员表现出不一致的影响结果,提示预报员在实际业务中应谨慎对待外强迫信号的组合效果。

参考文献

- 曹梅盛. 1995. 青藏高原 NOAA/NESDIS 数字化积雪监测的评价. 冰川冻土, 17(4): 299-302.
- 陈丽娟, 吕世华, 罗四维. 1996. 青藏高原春季积雪异常对亚洲季风降水影响的数值试验. 高原气象, 15(1): 124-130.
- 陈丽娟, 高辉, 龚振淞, 等. 2013. 2012年汛期气候预测的先兆信号和应用. 气象, 39(9): 1103-1110.
- 陈烈庭, 阎志新. 1979. 青藏高原冬春积雪对大气环流和我国南方汛期降水的影响. 中长期水文气象预报文集. 北京: 水利电力出版社, 185-194.
- 陈乾金, 高波, 张强. 2000. 青藏高原冬季雪盖异常与冬夏季风变异及其相互联系的物理诊断研究. 大气科学, 24(4): 477-492.
- 董敏, 余建锐. 1997. 青藏高原春季积雪对大气环流影响的模拟研究. 应用气象学报, 8(增刊): 100-109.
- 范广洲, 罗四维, 吕世华. 1997. 青藏高原冬季积雪异常对东、南亚夏季风影响的初步数值模拟研究. 高原气象, 16(2): 140-152.
- 郭艳君, 李威, 陈乾金. 2004. 北半球积雪监测诊断业务系统. 气象, 30(11): 24-27.
- 李培基. 1996. 亚洲季风模拟试验中青藏高原积雪强迫问题的讨论. 高原气象, 15(3): 350-355.
- 刘晓东, 田良, 韦志刚. 1994. 青藏高原地表反射率变化对东亚夏季风影响的数值试验. 高原气象, 13(14): 468-472.
- 卢咸池, 罗勇. 1994. 青藏高原冬春季雪盖对东亚夏季大气环流影响的数值试验. 应用气象学报, 5(4): 385-393.
- 罗勇. 1995. 青藏高原冬春季雪盖对东亚夏季大气环流影响的研究. 高原气象, 14(4): 505-512.
- 彭京备, 陈烈庭, 张庆云. 2005. 青藏高原异常雪盖和 ENSO 的多尺度变化及其与中国夏季降水的关系. 高原气象, 24(3): 366-377.
- 钱永甫, 张艳, 郑益群. 2003. 青藏高原冬春季积雪异常对中国春夏季降水的影响. 干旱气象, 21(3): 1-7.
- 孙林海, 宋文玲. 2001. 冬季积雪对我国夏季降水预测的评估分析. 气象, 27(8): 24-27.
- 陶亦为, 孙照渤, 李维京, 等. 2011. ENSO 与青藏高原积雪的关系及其对我国夏季降水异常的影响. 气象, 37(8): 919-928.
- 韦志刚, 罗四维. 1993. 中国西部积雪对我国汛期降水的影响. 高原气象, 12(4): 347-354.
- 韦志刚, 陈文, 黄荣辉. 2008. 青藏高原冬春积雪异常影响中国夏季降水的数值模拟. 高原山地气象研究, 28(1): 1-7.
- 王艳姣, 周兵, 司东, 等. 2013. 2012年夏季我国降水异常及成因分析. 气象, 39(1): 121-125.
- 张顺利, 陶诗言. 2001. 青藏高原积雪对亚洲夏季风影响的诊断及数值研究. 大气科学, 25(3): 372-390.
- 周悦, 刘宣飞, 陈海山. 2012. 青藏高原冬春积雪影响南海季风爆发的数值研究. 热带气象学报, 27(6): 912-919.
- 朱玉祥, 丁一汇. 2007a. 青藏高原积雪对气候影响的研究进展和问题. 气象科技, 35(1): 1-8.
- 朱玉祥, 丁一汇, 徐怀刚. 2007b. 青藏高原大气热源和冬春积雪与中国东部降水的年代际变化关系. 气象学报, 65(6): 946-958.
- Bamzai A S, Shukla J. 1999. Relation between Eurasian snow cover, snow depth, and the Indian summer monsoon: An observational

- study. *Journal of Climate*, 12(10):3117-3132.
- Blanford H F. 1884. On the connexion of the Himalaya snowfall with dry winds and seasons of drought in India. *Proceedings of the Royal Society of London*, 37(232-234):3-22.
- Chen M, Xie P, Janowiak J E, et al. 2002. Global land precipitation: A 50-yr monthly analysis based on gauge observations. *Journal of Hydrometeorology*, 3(3):249-266.
- Fasullo J A. 2004. Stratified diagnosis of the Indian monsoon—Eurasian snow cover relationship. *Journal of Climate*, 17(5):1110-1122.
- Flohn H. 1957. Large-scale aspects of the “summer monsoon” in South and East Asia. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 75:180-186.
- Huang R, Wu Y. 1989. The influence of ENSO on the summer climate change in China and its mechanism. *Advances in Atmospheric Sciences*, 6(1):21-32.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3):437-471.
- Qian Y, Zheng Y, Zhang Y, et al. 2003. Responses of China’s summer monsoon climate to snow anomaly over the Tibetan Plateau. *International Journal of Climatology*, 23(6):593-613.
- Robinson D A, F Dewey K, Heim R Jr. 1993. Global snow cover monitoring: An update. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74:1689-1696.
- Walker G T. 1910. Correlation in seasonal variation of weather (II). *Mem Indian Meteor Dept*, 21:22-45.
- Wang B, Wu R, Fu X. 2000. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *Journal of Climate*, 13(9):1517-1536.
- Webster P J, Yang S. 2006. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118(507):877-926.
- Wu T W, Qian Z A. 2003. The relation between the Tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation. *Journal of Climate*, 16(12):2038-2051.
- Wu Z, Li J, Jiang Z, et al. 2012. Modulation of the Tibetan Plateau snow cover on the ENSO teleconnections: From the East Asian summer monsoon perspective. *Journal of Climate*, 25(7):2481-2489.
- Yang S, Lau K M, Sankar-Rao M. 1996. Precursory signals associated with the interannual variability of the Asian summer monsoon. *Journal of Climate*, 9(5):949-964.